Der Zustand der freien Atmosphäre bei Nebelfrost- und Glatteiswetterlagen.

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
genehmigt von der Philosophischen Fakultät der
FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT
zu Berlin

von

Heinrich Nohascheck

aus Lampertheim

Tag der Prüfung: 29. Januar 1931
Tag der Promotion: 7. Dezember 1931

HAMBURG 1931

220

Der Zustand der freien Atmosphäre bei Nebelfrost- und Glatteiswetterlagen.

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
genehmigt von der Philosophischen Fakultät der
FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT
zu Berlin

von

Heinrich Nohascheck

aus Lampertheim

Tag der Prüfung: 29. Januar 1931
Tag der Promotion: 7. Dezember 1931

HAMBURG 1931

Referenten: Professor Dr. Robitzsch
Professor Dr. v. Ficker

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Diese Abhandlung erscheint zugleich als Heft 3 des 50. Bandes der Schriftreihe „Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte", Hamburg, 1931.

Druck von Hammerich & Lesser in Altona

Meinen lieben Eltern
in Dankbarkeit gewidmet.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547615_0027

Der Zustand der freien Atmosphäre bei Nebelfrost- und Glatteiswetterlagen.

Mit „Nebelfrost" bezeichnet H. Köhler die Niederschläge Rauhreif, Rauhfrost und Rauheis. Über deren Bildung schreibt er etwa folgendes[1]): Rauhreif entsteht durch Sublimation und Anlagerung unterkühlter Wassertröpfchen. Der Vorgang der Sublimation spielt jedoch weitaus die größte Rolle, da Rauhreif deutlich kristallinisch ist und das Vorhandensein von Nebel, also von Wassertröpfchen, nicht unbedingt notwendig zu sein scheint. Bei der Entstehung von Rauhfrost überwiegt das Gefrieren unterkühlter Nebeltröpfchen die Sublimation, während diese bei der Bildung von Rauheis überhaupt keine Rolle mehr spielt. Die Tröpfchen sind dann so groß und geben dadurch beim Gefrieren soviel Erstarrungswärme frei, daß sie sich noch ausbreiten können und so eine zusammenhängende Eismasse bilden. Noch größere Tropfen, wie unterkühlter Regen, bilden beim Erstarren eine glatte, homogene Eisschicht, das Glatteis.

Hieraus geht hervor, daß die genannten Niederschlagsarten nicht fest gegeneinander abgegrenzt werden können, sondern daß sie, was Entstehung und Erscheinungsform betrifft, kontinuierlich ineinander übergehen. Schon A. Wegener hat darauf hingewiesen, daß es einen solchen Übergang zwischen Rauhfrost und Glatteis geben muß[2]), der in der obigen Einteilung dem Rauheis entspricht.

Im folgenden werden die aerologischen Bedingungen für das Auftreten dieser Hydrometeore an der Erdoberfläche untersucht. An verschiedenen Beispielen wird die Entwicklung der atmosphärischen Verhältnisse dargelegt, und auf Grund der so gewonnenen Ergebnisse werden Schemata aufgestellt, die das Typische der einzelnen Fälle wiedergeben.

Die bisher veröffentlichten Untersuchungen über Nebelfrostbildung, die einen ähnlichen Zweck verfolgen wie die vorliegende Arbeit, behandeln die Reif- und Eisbildung in der freien Atmosphäre. Da eine sehr enge Beziehung zwischen dem Auftreten von Nebelfrost am Boden und in der Höhe besteht, wie wir sehen werden, seien diese Abhandlungen hier erwähnt. Ihre Ergebnisse werden an anderer Stelle zum Vergleich herangezogen werden.

R. Aßmann hat die Lindenberger Fesselaufstiege des Jahres 1913[3]), W. Peppler die Fesselaufstiege der Jahre 1909 bis 1916[4]) bearbeitet, welche Reif- oder Eisanhang am Draht oder Flugkörper gezeigt hatten. In beiden Arbeiten sind die Häufigkeiten und Mittelwerte der interessierenden meteorologischen Elemente zusammengestellt worden.

Die statistische Methode, die Aßmann und Peppler angewandt haben, genügt wohl zur Darstellung typischer Erscheinungen, gibt aber kein Bild von der Entwicklung des atmosphärischen Zustandes im Einzelfall.

Die aerologischen Verhältnisse bei Glatteisbildung sind für je einen Fall untersucht worden von W. Meinardus[5]), C. Kaßner[6]) und E. Kleinschmidt[7]). Meinardus und Kaßner haben zunächst die räumliche Ausdehnung des Glatteisgebietes festgestellt, um dann die synoptische Wetterlage zu erörtern. Während Meinardus seine Schlüsse auf den Zustand in der Höhe nur durch Beobachtungen von Bergstationen belegen konnte, gibt Kaßner einzelne Zustandskurven der freien Atmosphäre. Kleinschmidt bringt Beobachtungen über Bewölkung und Niederschlag, die durch Zustandskurven ergänzt werden, ohne Berücksichtigung der räumlichen Erstreckung des Glatteisgebietes.

Diese Arbeiten beschreiben den jeweiligen Zustand der Atmosphäre. Um aber die Entwicklung dieser Wetterlagen verfolgen zu können, sind andere Methoden anzuwenden. Die Isoplethendarstellung, wie sie in den folgenden Untersuchungen angewandt wird, faßt alle aerologischen Beobachtungen in übersichtlicher Weise zu einem einheitlichen Bild zusammen.

1. Das Material und seine Darstellung.

Zur Bearbeitung der einzelnen Beispiele diente das Material des Preußischen Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg und die Wetterkarten der Deutschen Seewarte.

Es sollte der zeitliche Verlauf der meteorologischen Elemente am Boden und in der freien Atmosphäre untersucht werden. Dieser Verlauf ist eindeutig festgelegt, wenn für jeden beliebigen Zeitpunkt Beobachtungen aus allen Höhen vorliegen. Folgende drei Grundforderungen müssen also erfüllt sein:

1. Es müssen gleichzeitige Messungen aus allen Höhen vorliegen.

Diese Forderung ist bei dem benutzten Material insofern mit genügender Annäherung erfüllt, als nach Möglichkeit nur die Abstiegswerte des Meteorogramms zur Zeichnung der Zustandskurven verwandt werden. Der Apparat durchläuft dabei die Höhenschicht, die für die vorliegende Untersuchung in Betracht kommt, in weniger als einer halben Stunde. Dieser Zeitraum ist nach Bjerknes die zulässige Höchstgrenze für Aufstiege, deren Registrierwerte als gleichzeitig angesehen werden dürfen[8]).

2. Weiterhin müssen die Beobachtungen in der Vertikalen bei jedem einzelnen Aufstieg kontinuierlich verteilt sein, d. h. für jede beliebige Höhe muß eine Beobachtung vorliegen. Diese Forderung ist durch die Registriermethode gewährleistet.

3. Die zeitliche Aufeinanderfolge der Beobachtungen muß eine möglichst enge sein. Zu jedem Zeitpunkt müssen wir über den Zustand der Atmosphäre unterrichtet sein. Diese Forderung hält Bjerknes für genügend erfüllt, wenn zwischen zwei Aufstiegen kein größerer Zeitraum als sechs Stunden liegt[8]).

Bei den zu dieser Untersuchung benutzten Aufstiegen wird dem letztgenannten Grundsatz nur in geringem Grade Genüge geleistet. Bei den Beispielen aus der Zeit bis zum Jahre 1915 betrug der zeitliche Abstand der Aufstiege sechs bis acht Stunden. Von 1924 bis 1927 (wenn wir den Fall aus dem Jahre 1930 nicht mitrechnen), ist im allgemeinen sogar nur ein Morgen- und ein Mittagsaufstieg vorhanden.

Nach diesen grundsätzlichen Bemerkungen sei einiges über die Beobachtungen selbst gesagt.

Die für die Fälle aus den Jahren 1911 bis 1915 verwandten aerologischen Beobachtungen bestanden in durchschnittlich drei Fesselaufstiegen am Tage, für die Fälle aus den Jahren 1924 bis 1930 in durchschnittlich zwei Aufstiegen täglich. Die dabei erreichten Höhen genügten bei 69% aller Aufstiege, bei 31% blieben sie um mehr als 200 m unter der betrachteten Maximalhöhe. Für die Darstellungen wurden die Zustandskurven und Aufstiegsprotokolle verwertet. Da für die erste Gruppe (1911 bis 1915) die Zustandskurven nicht vorlagen, wurden sie nach den in den Lindenberger Jahrbüchern[9]) veröffentlichten Aufstiegen auf Adiabatenpapier gezeichnet. Um einander zeitlich dichter folgende Werte zu erhalten, als es nur bei Verwendung der Fesselaufstiege möglich war, wurde bei dem Nebelfrostfall vom Februar 1927 versucht, außerdem noch sechs Registrierballonaufstiege heranzuziehen. Es zeigte sich jedoch, daß die Resultate der Fessel- und Registrierballonaufstiege unmittelbar nicht vergleichbar waren. Denn selbst wenn Auf- bzw. Abstieg eines Registrierballons mit dem eines gefesselten Flugkörpers zeitlich nahe zusammenfiel, fanden sich doch in gleichen Höhen unwahrscheinlich große Unterschiede in den Angaben der Temperatur und der Feuchte. Dies ist wohl auf die Methodik der Ballon-Sonde-Aufstiege zurückzuführen.

Um die Entwicklung der aerologischen Verhältnisse übersichtlich zu erfassen, wurde der zeitliche Verlauf von Temperatur, Feuchte, Wind, Bewölkung und Niederschlag über Lindenberg bis zu einer Höhe von rund 2000 m über dem Meeresspiegel bildlich dargestellt.

Zu dieser Isoplethendarstellung ist allgemein folgendes zu bemerken: Da die aerologischen Aufstiege nur Stichproben über den Gang der meteorologischen Elemente in der freien Atmosphäre geben, muß der Verlauf der Isolinien interpoliert werden. Zunächst ist daher der Einfluß der täglichen Konvektion zu berücksichtigen, derart, daß z. B. die Isothermen der potentiellen Temperatur bei ungestörtem Temperaturverlauf um Mittag gegen den Erdboden konvex, am frühen Morgen aber konkav gewölbt sind. Sehr oft widerspräche nun eine solche Interpolation der allgemeinen Tendenz der Linien. In solchen

Fällen ist darauf Rücksicht zu nehmen, daß sich die Kurven möglichst zwanglos den Beobachtungen anpassen und sich einander anschmiegen. Dies bedeutet, daß die Darstellung sprunghafter Gradientänderungen sowie überhaupt Unstetigkeiten im interpolierten Teil des Kurvenbildes nach Möglichkeit vermieden werden. Ganz besonders gilt dies für die Wahl des Kurvenverlaufs in den bodennahen Schichten, für den durch die zeitlichen Änderungen der betreffenden Elemente an der Erdoberfläche Anhaltspunkte gegeben sind.

Um den Verlauf der meteorologischen Elemente in Bodennähe mit größerer Genauigkeit darstellen zu können, wurden die Bodenregistrierungen von Luftdruck, Temperatur und relativer Feuchte herangezogen. Aus den Jahren 1911 bis 1915 waren keine Hygrogramme vorhanden, da damals in Lindenberg kein Hygograph in Betrieb war.

Es kam öfters vor, daß die Bodenwerte der Aufstiege und die gleichzeitigen Angaben der Bodenregistrierungen Differenzen zeigten, und zwar in der potentiellen Temperatur bis etwa zu 2°, in der spezifischen Feuchte bis zu ungefähr 1,0 gr/kg. Die häufigsten Abweichungen waren rund halb so groß. Die Ursache dieser Unterschiede ist in der Aufstellung der Registrierhütte zu suchen. Vor 1915 befand sich diese etwa 14 m unterhalb des Windenhauses, später in dessen Höhe, aber ungefähr 150 m davon entfernt.

Bewölkung und Niederschlag wurde den Witterungsverlaufsbüchern entnommen, die am Tage sehr zahlreiche, abends und nachts aber gar keine Beobachtungen enthalten. Da diese Hefte erst seit November 1921 geführt werden, wurden für die übrigen Fälle die Witterungsangaben in den Jahrbüchern sowie die Monatstabellen benutzt. Bei den Nebelfrostfällen erschien es vorteilhaft, auch noch die Reifangaben zu berücksichtigen, da die Unterscheidung zwischen Reif und Rauhreif bei den Witterungsbeobachtungen vielleicht nicht immer einwandfrei war.

Es ist nach diesen Überlegungen klar, daß die Isoplethendarstellungen nur Wahrscheinlichkeitswert besitzen, daß sie also über die tatsächlich vor sich gehenden Änderungen des atmosphärischen Zustandes nur mit einer gewissen Einschränkung Auskunft geben können. Wir werden in den Isoplethen teilweise das wiederfinden, was wir in sie hineingelegt haben. Die aerologischen Aufstiege bilden den Gerüstbau, in den wir mit Hilfe unserer Kenntnis von den Änderungen der meteorologischen Elemente die Zustandsänderungen hineinkonstruieren. Diese Tatsache ist bei einer kritischen Betrachtung solcher Darstellungen vor Augen zu haben.

Das Isoplethendiagramm ist folgendermaßen angeordnet: In dem Koordinatensystem ist an jedem Tag die Zeit 0^h bzw. 24^h durch eine stark ausgezogene Linie bezeichnet, so daß der Zwischenraum zwischen zwei solchen Linien dem Zeitraum eines Tages entspricht. Die Höhenlinien sind von 500 m zu 500 m gezogen. Die beigeschriebenen Zahlen geben die Höhe über dem Meeresspiegel an, weshalb auch die Zählung mit 122 m beginnt (Seehöhe des Lindenberger Windenhauses). Der Abstand der 1500-m-Linie von der oberen Begrenzung des Diagramms beträgt nur 400 m, da das zur Herstellung der nicht reproduzierten Arbeitskarten verwandte Koordinatenpapier bei geeigneter Ausnutzung ein Höhenintervall von 1800 m ergab. Die zeitliche Verteilung der Aufstiege und die dabei erreichten Höhen sind durch dünne Striche parallel zur Höhenachse angedeutet.

Bei der Zeichnung der Temperaturkurven wäre es naheliegend gewesen, die beobachtete, wahre Temperatur zu benützen. Die Isoplethen der potentiellen Temperatur sind jedoch vorzuziehen. Sie lassen nämlich die Trennungsschichten in der Atmosphäre und andere Störungen des vertikalen Temperaturgradienten augenfällig hervortreten, da an diesen Stellen die potentielle Temperatur eine mehr oder weniger sprunghafte Zunahme zeigt. Ihre Isoplethen werden sich also hier dicht aneinander drängen. Außerdem sind solche Störungen durch Doppellinien an den Aufstiegsstrichen bezeichnet.

Die potentielle Temperatur wurde unmittelbar vom Adiabatenpapier abgelesen und von Grad zu Grad aufgetragen. Die Hauptlinien im Abstand von 5° zu 5° sind stark ausgezogen.

Aus den Bodenregistrierungen wurde die potentielle Temperatur mit Hilfe der Thermogramme und Barogramme ermittelt, soweit sie nicht schon für frühere Untersuchungen in die Registrierstreifen der

Temperatur eingetragen war. Bei Abweichungen vom Normaldruck (750 mm) wurde pro mm Hg eine Temperaturkorrektion umgekehrten Vorzeichens von 0,1° angebracht.

Zeigten die Aufstiegswerte am Boden und die gleichzeitigen Werte der Bodenregistrierungen, die von zwei zu zwei Stunden aus den Registrierstreifen berechnet wurden, wegen der verschiedenen Beobachtungsorte Unterschiede, so wurde für die Darstellung ein solcher Wert im Bereich dieser Differenz gewählt, der eine sprunghafte Änderung der vertikalen Gradienten nach Möglichkeit ausschloß.

Bei den Glatteisfällen wurde außerdem noch die 0°-Isotherme der wahren Temperatur in die Darstellung aufgenommen und das Gebiet mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt durch senkrechte Schraffur gekennzeichnet.

Zur Charakterisierung des Wasserdampfgehaltes der Luft wurde die spezifische Feuchte gewählt. Da es in der vorliegenden Untersuchung von Interesse ist, den absoluten Wasserdampfgehalt einer bestimmten Luftmasse kennen zu lernen, verdient diese Art der Feuchteangabe den Vorzug. Sie ist unabhängig von irgendwelchen Zustandsänderungen, soweit keine Kondensation eintritt.

Die spezifische Feuchte konnte ebenfalls, wie die potentielle Temperatur, vom Adiabatenpapier direkt abgelesen werden, sobald die Zustandskurve des Dampfdrucks gegeben war. Zu diesem Zwecke wurden die Dampfdruckwerte mit Hilfe der Temperatur und der relativen Feuchte den Dampfdrucktafeln [10]) entnommen.

Die Isoplethen der spezifischen Feuchte wurden von 0,5 zu 0,5 gr/kg gezeichnet. Die ganzzahligen Werte sind durch starke Linien hervorgehoben.

Der Verlauf der spezifischen Feuchte am Boden wurde gewonnen, indem der Dampfdruck von zwei zu zwei Stunden ermittelt und aus ihm und dem zugehörigen Luftdruck die spezifische Feuchte berechnet wurde. Traten Differenzen zwischen den Bodenwerten zu den Aufstiegszeiten ein, so wurde wie bei der potentiellen Temperatur verfahren.

Windrichtung und -stärke sind in der Darstellung durch Windpfeile gekennzeichnet. Angaben hierüber fanden sich in den Jahrbüchern von 500 m zu 500 m, in den Aufstiegsprotokollen außerdem noch in 300 m. Die Richtungen der Pfeile wurden so gewählt, daß Nord oben, Süd unten, West links und Ost rechts zu suchen ist.

Um die Bewölkung übersichtlich und auffällig darzustellen, ohne jedoch die Zeichnungen zu überlasten, wurden die Wolkenzonen nur zu den Aufstiegszeiten in ihrer ganzen Mächtigkeit durch Schraffur gekennzeichnet. Zwischen den Aufstiegen ist der Verlauf der unteren und oberen Wolkengrenze angedeutet, soweit er sich bestimmen ließ. Die Höhe der unteren Wolkengrenze wurde für die Aufstiege der Jahre 1911 bis 1915, soweit sie vermerkt war, den Jahrbüchern entnommen. Später war sie z. T. bei den Zustandskurven angegeben, z. T. wurde sie nach den Angaben der Aufstiegsprotokolle aus Drahtlänge und Höhenwinkel des Flugkörpers ermittelt. Der Durchhang des Drahtes kann bei der Berechnung wegen seines im allgemeinen geringen Betrages vernachlässigt werden [11]). Fanden sich keine Notizen über die Wolkenhöhe, obwohl niedrige Wolken (st, ni, u. U. auch stcu) beobachtet waren, so wurden die Zustandskurven der relativen Feuchte zu Rate gezogen. In der Zeit zwischen zwei Aufstiegen wurde der Verlauf der Wolkengrenze interpoliert unter Zuhilfenahme der Angaben über den Witterungsverlauf. Dabei wurde angenommen, daß sich die Wolkendecke über Nacht nicht auflöste. In zweifelhaften Fällen unterblieb die Interpolation.

Die Niederschlagsdauer ist durch wagerechte Striche unterhalb des Diagramms bezeichnet. Um sie festzulegen, wurden bei den Fällen 1911 bis 1915 die Bemerkungen in den Jahrbüchern über den Witterungsverlauf benutzt, später die Aufzeichnungen in den Witterungsverlaufsbüchern.

In den Fällen, in denen die Angaben über Nebel nicht mit den Registrierungen der relativen Feuchte übereinstimmten, wurden die Hygrogramme als maßgebend angesehen. Denn den Aufzeichnungen der Witterungsverlaufsbücher kommt, was die Dauer der Erscheinung betrifft, keine große Genauigkeit zu, und der Vermerk „≡°“ konnte in diesen Fällen auch „Dunst“ bedeuten. Der Niederschlagsverlauf

wurde für den Abend und für die Nacht folgendermaßen interpoliert: War Nebel, Nebelfrost oder Glatteis bei der letzten Beobachtung eines Tages und der ersten des folgenden Tages angegeben, so wurde die betreffende Linie über die Nacht hin durchgeführt, wenn Temperatur- oder Feuchteregistrierungen dem nicht widersprachen. War eine dieser Niederschlagsformen zum ersten Mal am Morgen beobachtet worden, so wurde die Dauer des Nebels mit Hilfe der Hygrogramme auf die vorangehende Nacht extrapoliert, während Nebelfrost erst von der Zeit der ersten Beobachtung an eingetragen wurde. Für Regen und Glatteis erübrigte sich eine Extrapolation.

Die Ergebnisse wurden mit Hilfe von Arbeitskarten gewonnen, aus denen nur das Wesentlichste zur Herstellung der reproduzierten Zeichnungen übernommen ist. Das war einmal nötig, weil die Uebersichtlichkeit nicht leiden durfte, und weiterhin, weil die Darstellungen nicht in Mehrfarbendruck ausgeführt werden konnten.

2. Die Beispiele.

Im Ganzen wurden in der angegebenen Weise 15 Beispiele bearbeitet: 11 Nebelfrost- und 4 Glatteiswetterlagen. 7 Fälle werden an Hand der beigegebenen Darstellungen besprochen.

Für die Reihenfolge der Behandlung der einzelnen Fälle war die Einheitlichkeit des atmosphärischen Zustandes maßgebend, und zwar werden zwei Nebelfrosttypen und ein Glatteistypus unterschieden.

Nebelfrost, 1. Typus.

1. 9. bis 14. Dezember 1924.

Die allgemeine Wetterlage ist folgende: Am 9. liegt über Osteuropa eine Antizyklone mit einem Kern von 780 mm, die mit einem Hoch über Spanien durch einen Rücken hohen Druckes über Mitteleuropa verbunden ist. Auf der Nordseite der Brücke liegt bei Island ein Tief von 725 mm. Entsprechend dieser Druckverteilung finden wir in Nordostdeutschland schwache südliche Winde. Die Temperaturen liegen hier 1 ° bis 2 ° über Null. Im ganzen Bereich des Hochdruckrückens wird Nebel beobachtet. Am folgenden Tag ist die Lage im wesentlichen unverändert, nur die Temperaturen sind in dem uns interessierenden Gebiet um 2 ° bis 3 ° unter den Gefrierpunkt gesunken. Am 11. ist es in Nordostdeutschland noch etwas kälter geworden, das Nebelgebiet ist unverändert. Am Tage darauf breitet sich der Nebel über ganz Mitteleuropa aus. Am 13. wird das Gebiet hohen Druckes in seinem westlichen Teil abgetragen, in Ostdeutschland fallen die Temperaturen auf — 8 ° bis — 9 °; die Winde haben hier gegen Südost gedreht. Am 14. ist ein Zyklonenausläufer aus Nordwesten bis nach Mitteleuropa hinein vorgestoßen und hat gleichzeitig die Hochdruckbrücke durchbrochen. In Nordostdeutschland sind die Winde weiter gegen Osten herumgegangen, die Temperaturen sind um 2 ° bis 3 ° gestiegen. Nebel findet sich nur noch in Norddeutschland und nordwestlich der Alpen. Am 15. ist das Hoch zurückgedrängt, Norddeutschland liegt im Übergangsgebiet von Zyklone und Antizyklone.

Betrachten wir nun den Witterungsverlauf über Lindenberg! In dem Isoplethenbild fällt sofort eine starke Inversion auf, die sich vier Tage lang hält. Am 9. finden wir beim Morgenaufstieg außer einer Bodeninversion und einer Isothermie bei 800 m anormale Gradienten von 1000 m bis 1530 m mit einer Temperaturumkehr zwischen 1180 m und 1300 m. Im Laufe des Vormittags verringern sich die Gradienten in dieser Höhe, und um 12 h haben wir eine starke Inversion von 1000 m bis 1400 m zwischen den potentiellen Temperaturen 1 ° und 12 °. Unterhalb dieser Inversion nähert sich die Temperaturabnahme dem adiabatischen Gradienten, worauf der zunehmende Abstand der Isothermen hindeutet. Die mittägliche Erwärmung tritt in dem Herabsteigen der Isoplethen deutlich zutage, ebenso die Abkühlung am Abend und während der Nacht in ihrem Anstieg. Dabei schließen sich die Isothermen von — 2 ° bis + 2 ° pot. der Inversion an ihrer unteren Grenze an. Oberhalb der Umkehrschicht läßt sich die Wirkung der Konvektion bis zum 12. deutlich verfolgen: Gegen Mittag senken sich die Isoplethen entsprechend einer Erwärmung, nachts steigen sie wieder. Am 10. mittags liegt die Inversion zwischen 650 m und 1050 m und den potentiellen Temperaturen — 2 ° und 12 °. Auch hier macht sich wieder die Konvektion in gleicher Weise wie am Vortage bemerkbar, jedoch in weniger starkem Maße. Am Morgen des 11. ist die Sperrschicht durch zwei Gradientsprünge deutlich in drei Teile geteilt. In ihrem mittleren Teil hat sie sich außerordentlich verstärkt. Dies ist der eigentliche Kern der Inversion, während die Umkehrschichten darunter und darüber mit erheblich geringeren Gradienten sekundärer Natur sind. Zum Nachmittag nimmt die Sperrschicht an vertikaler Erstreckung zu, und ihre Gradienten verringern sich etwas: Beim 16h-Aufstieg liegt sie zwischen 330 m und 800 m Höhe und den potentiellen Temperaturen — 4° und 10°. Die Bodentemperatur ist während des Tages beinahe konstant — 5° pot. Gegenüber dieser Abkühlung der unteren Luftschicht tritt oberhalb der Inversion geringe Erwärmung ein, die mit einer Vergrößerung der Gradienten der potentiellen Temperatur verbunden ist. Um 16h hat sich sogar eine schwache Temperaturumkehr zwischen 1020 m und 1200 m ausgebildet. In der Nacht zum 12. sinken die Bodentemperaturen weiter, und gegen Morgen bildet sich eine Bodeninversion, die un-

mittelbar in die Sperrschicht übergeht. Über Mittag löst sich die Inversion bis zu einer Höhe von 80 m über der Erdoberfläche auf. Sie reicht bis 700 m und liegt zwischen den potentiellen Temperaturen — 5° und 8°. Gegen 15^h beginnt bereits die Abkühlung, sodaß die Temperaturzunahme wieder von der Erdoberfläche an beginnt. Am Morgen des 13. erstreckt sie sich bis zu einer Höhe von 1530 m zwischen den potentiellen Temperaturen — 9° und 16°. Jedoch ist eine sprunghafte Änderung des Inversionsgradienten in etwa 500 m Höhe auffallend, der nunmehr ganz geringe Temperaturzunahme zeigt. Beim Mittagsaufstieg findet sich die Sperrschicht zwischen 300 m und 450 m und den potentiellen Temperaturen — 4° und 5°. Die Abkühlung am Boden beginnt bald nach Mittag, sodaß die Temperaturumkehr im Laufe des Abends wieder vom Boden aus einsetzt. Während der Nacht aber steigt die Temperatur wieder. Der Morgenaufstieg des 14. zeigt eine Bodeninversion bis 400 m Höhe, anschließend eine Isothermie bis 630 m und darüber eine weitere Inversion bis zur Höhe von 1100 m. Nun setzt die Auflösung ein. Die Bodentemperaturen steigen im Laufe des Vormittags rasch an, um am Abend kaum mehr zu fallen. Bei schnell zunehmender Altostratus- und Cirrusbewölkung erwärmt sich die ganze Luftmasse vom Boden bis etwa 900 m, und die Isoplethen laufen auseinander.

Der Gang der spezifischen Feuchte ist am ersten Tage in der Höhe dem der Temperatur parallel. Am Boden stellen wir dagegen eine doppelte Schwankung mit einem Morgen- und einem Abendmaximum fest. Am 10. liegen die Verhältnisse ganz anders. Vom Mittag an bleibt die spezifische Feuchte den ganzen Tag über vom Erdboden bis zur Inversion hinauf fast konstant mit nur geringen zeitlichen Schwankungen. Über der Inversion finden wir diesmal beim Mittagsaufstieg ein Minimum, früh morgens und am Abend je ein Maximum, also eine doppelte tägliche Schwankung. Am 11. ist das Bild wieder verändert. Unterhalb der Inversion bleiben zwar die Werte beinahe konstant, darüber findet sich aber der einfache tägliche Gang mit einem Morgenminimum und einem Nachmittagsmaximum. Am 12. beginnt eine Störung. Das Maximum ist nur noch am Boden nachmittags vorhanden, in der Höhe verschiebt es sich auf die frühen Morgenstunden des 13. Außerdem nimmt die spezifische Feuchte vom Boden aus bis nahe der oberen Inversionsgrenze zu, darüber wieder ab. Am 13. ist von der täglichen Periode auch am Boden nichts mehr zu bemerken. Vom Nachmittag an nimmt der Wasserdampfgehalt der ganzen Luftschicht oberhalb der Inversion schnell zu: Die Linien gleicher Feuchte steigen steil an und folgen sich dicht aufeinander. Das Maximum verspätet sich mit wachsender Höhe vom Nachmittag des 13. bis zum Morgen des 14., um darauf wieder in Abnahme überzugehen.

Verfolgen wir nun die Wolkendecke unterhalb der Inversion! Am Vormittag des 9. ist der Himmel noch wolkenlos, beim Mittagsaufstieg wird schon 1 Fractostratus (die Zahl gibt die Bewölkung in Zehntel an) beobachtet, und um 16^h hat sich bereits eine geschlossene Stratus-Decke von 300 m Mächtigkeit gebildet. Am 10. vormittags zwischen 7^h und 8^h liegt die untere Wolkengrenze 170 m über der Erdoberfläche, um Mittag hebt sie sich um etwa 150 m, um am Abend wieder tiefer zu kommen. Von 20^h an zeigt der Hygrograph Sättigung. Am Morgen des folgenden Tages wird Nebel und 10 Stratus angegeben. Da der Morgenaufstieg zunehmende Feuchte vom Boden aus bis zur Inversion hinauf zeigt, ist anzunehmen, daß wir es mit einer einzigen Kondensationsschicht zu tun haben, die bis zur unteren Inversionsgrenze reicht; ebenso am 12. mittags. Am 14. um 4^h morgens löst sich der Nebel auf, Dunst ist noch bis gegen Mittag vorhanden. Nebelfrost wird von der ersten Wetterbeobachtung am 11. um 6^h früh an verzeichnet. Die festen Niederschläge schmelzen erst im Laufe des 16. ab.

Zum Schluß sei noch der Nebel und Nebelfrost vom 9. vormittags erwähnt, obwohl dieser Fall dem 2. Typus angehört. Am 8. entsteht kurz nach Mitternacht eine Inversion in geringer Höhe, die mit Nebelbildung verbunden ist. Der Nebel reicht beim Morgenaufstieg bis zur unteren Grenze der Sperrschicht. Am 9. ist vormittags von 8^h bis 10^h Nebelfrost angegeben. Bei der nächsten Witterungsbeobachtung ist Reif notiert.

Die Windverteilung ergibt ein recht einfaches Bild. Bis zum 13. haben wir leichte östliche bis südliche Winde, am 14. morgens ist der zyklonale Südweststrom eingebrochen, der die Inversion auflöst. Merkwürdigerweise fällt die starke Zunahme der spezifischen Feuchte schon auf den Nachmittag des 13., obwohl zu dieser Zeit noch Südostwinde in der betreffenden Höhe herrschen. Eine ausgesprochene Rechtsdrehung des Windes in der bodennahen Schicht bis 300 m ist fast bei allen Aufstiegen festzustellen. Ebenso regelmäßig ist hier die mit der Höhe zunehmende Windstärke.

2. 9. bis 16. Februar 1927.

Das zweite Beispiel zeigt im wesentlichen die gleichen Verhältnisse wie das eben besprochene. Orientieren wir uns zunächst wieder über die allgemeine Wetterlage!

An ein Hochdruckgebiet über Mitteleuropa und der Nordsee mit einem Kern von 777½ mm schließt sich ein Minimum von 745 mm westlich von Island und ein zweites Tief von 735 mm nördlich von Skandinavien an. Über Nordostdeutschland herrscht fast keine Luftbewegung. Die Temperaturen liegen wenig unter dem Gefrierpunkt. Am 10. ist das nordskandinavische Tief nach Rußland gewandert und erstreckt seinen Einfluß bis zum Schwarzen Meer. Am 11. hat sich das mitteleuropäische Maximum auf Südskandinavien ausgedehnt. In Nordostdeutschland wehen schwache nördliche bis nordöstliche Winde, die Temperaturen sind unverändert. Nebel hat sich in ganz Norddeutschland gebildet. Zum 12. tritt keine bemerkenswerte Änderung ein, nur die Temperaturen fallen ein wenig. Auch am 13. ist die Lage des Hochdruckgebietes kaum verändert. Die Winde haben etwas nach Nord gedreht, die Temperaturen sowie die Ausdehnung des Nebelgebietes sind gleich geblieben. Am 14. erfolgt über dem Kontinent ein Druckanstieg, und über der Ostsee entsteht ein Teiltief. Die

Winde drehen nach Süden zurück. Am folgenden Tag hat sich das Gebiet hohen Druckes in einzelne Teilhochs aufgelöst. Am 16. erscheint ein Tief über Skandinavien und ein zweites über Rußland. Eine Westströmung hat sich in ganz Norddeutschland durchgesetzt. Die Temperaturen liegen um 1° bis 2° unter Null, zugleich hat sich das Nebelgebiet von England bis zu den Karpathen ausgedehnt. Am folgenden Tag ist das Hoch zum großen Teil abgebaut und die skandinavische Depression unter Vertiefung über die Ostsee heruntergewandert, wobei im Übergangsgebiet starke Nordwestwinde wehen.

In der Darstellung des zeitlichen Temperaturverlaufs über Lindenberg fällt wieder eine sehr stark ausgebildete Inversion in die Augen, die sich während des ganzen betrachteten Zeitraums hält und beinahe während dieser ganzen Zeit zwischen 500 m und 800 m Höhe liegt. In der Nacht vom 8. zum 9. senkt sie sich in das von uns betrachtete Höhenintervall und findet sich beim Mittagsaufstieg des 9. zwischen 750 m und 1400 m und den potentiellen Temperaturen 0° und 11°. Sehr schön ist die Konvektion infolge der mittäglichen Erwärmung ausgebildet, die beinahe einen adiabatischen Gradienten herstellt und die starke nächtliche Bodeninversion vollständig auflöst. Um 16^h beginnt jedoch schon wieder die sehr rasch fortschreitende Abkühlung, die die Bodentemperatur um 2° pot. tiefer sinken läßt als am Vortage. Im Laufe der Nacht schließen sich die vom Boden heraufgekommenen Isothermen —1° und —2° der Inversion an ihrer unteren Grenze an. Zum 10. ist eine wesentliche Verringerung ihrer vertikalen Erstreckung und eine Verstärkung der Temperaturumkehr eingetreten. Die Sperrschicht liegt um 14^h zwischen 650 m und 800 m Höhe und den Temperaturen —1° und 9° pot. Darunter hat sich eine etwa 100 m mächtige Isothermie gebildet. Auch an diesem Tage ist die Konvektion wieder sehr gut zu erkennen, die Temperaturen erreichen jedoch nicht mehr die Höhe wie am vergangenen Tage. Über der Sperrschicht ist noch eine isotherme Störungszone entstanden, die sich bis zum nächsten Morgen zu einer Temperaturumkehr ausbildet. Die große Inversion darunter verändert ihre Höhenlage und ihren Umkehrbetrag fast nicht, sie liegt beim Mittagsaufstieg des 11. zwischen 600 m und 850 m und den gleichen potentiellen Temperaturen wie am 10. Die Amplitude des täglichen Ganges in der bodennahen Schicht bis zur Inversion ist sehr viel kleiner geworden, die Temperaturschwankung oberhalb der Inversion ist jedoch vom 11. ab sehr deutlich zu sehen. Am 13. konnte sie allerdings nicht nachgewiesen werden. Zum 12. senkt sich die Sperrschicht etwas, sie liegt beim Mittagsaufstieg zwischen 350 m und 680 m und den potentiellen Temperaturen —2° und 6°. Nach oben schließt sich noch eine Isothermie bis 960 m an. Über die Temperaturverhältnisse unterhalb der Inversion ist nichts Neues zu sagen: Die mittägliche Erwärmung und die nächtliche Abkühlung halten sich während der nächsten Tage in ungefähr den gleichen Grenzen wie am 11. Nur in der Nacht zum 13. wird es etwas kälter. Die Höhenlage und der Betrag der Temperaturumkehr ändern sich nur geringfügig. Am 14. mittags liegt sie zwischen 500 m und 670 m und den potentiellen Temperaturen —4° und 6°. Die kleine Inversion darüber ist ebenfalls noch vorhanden, verringert ihre Höhe und Temperaturzunahme jedoch in der Nacht zum 15. und hat sich am Morgen dieses Tages mit der unter ihr liegenden Sperrschicht vereinigt. Gegen Mittag laufen die Isothermen jedoch wieder auseinander, und die Inversion liegt nunmehr zwischen 300 m und 400 m und den potentiellen Temperaturen —3° und 6°. Am Abend finden wir sie noch einmal in ungefähr derselben Höhe, in ihrem unteren Teil beginnen aber schon die Isothermen sich nach dem Boden hin zu senken. Die 3°-Linie, die mittags noch zu ihr gehörte, hat bereits die Erdoberfläche erreicht. Am 16. mittags wird der potentielle Nullpunkt am Erdboden überschritten. Die Temperaturumkehr in der Höhe ist um 14^h wieder bei 1600 m vorhanden und senkt sich bis 19^h auf 1050 m. Bis Mitternacht tritt am Boden noch Erwärmung auf 3° pot. ein.

Die spezifische Feuchte zeigt am 9. vormittags ein Maximum bis in große Höhen, darauf wieder Abnahme bis zum frühen Morgen des folgenden Tages. Am 10. nimmt sie unterhalb der Inversion bis Mittag zu, um darauf in der einfachen täglichen Periode bis zum nächsten Morgen wieder zu sinken. In der Höhe herrscht dagegen Zunahme bis zum Mittag des 11., wo sich der Wasserdampfgehalt der Luft zeitlich sehr rasch ändert, während außerordentlich geringe vertikale Gradienten vorhanden sind. Am 12. findet sich der doppelte tägliche Gang angedeutet, in der Höhe allerdings ausgeprägter als in der bodennahen Schicht. Das Abendmaximum verschiebt sich mit zunehmender Höhe immer weiter in die Nacht hinein. Am 13. läßt sich ein täglicher Gang wegen des fehlenden Mittagsaufstieges nicht nachweisen. Der 14. zeigt oberhalb der Inversion die doppelte tägliche Schwankung in außerordentlicher Reinheit. Am 15. herrscht wieder der einfache tägliche Gang, wie besonders der Verlauf der 2.5-Linie schließen läßt. Gegen Abend setzt eine sehr intensive Zunahme des Wasserdampfgehaltes bis in große Höhen zugleich mit der Erwärmung am Boden ein. Am Vormittag des 16. nimmt die spezifische Feuchte ein wenig ab, um am Nachmittag wieder stark zuzunehmen.

Ähnlich wie im ersten Beispiel liegen auch hier die Bewölkungsverhältnisse. Am 10. um 7^h wird zum ersten Mal eine geschlossene Stratus-Decke von beinahe 500 m Mächtigkeit beobachtet, die 100 m über der Erdoberfläche beginnt. Beim Mittagsaufstieg liegt ihre untere Grenze 80 m höher, beim Morgenaufstieg des folgenden Tages hat sie aber bereits die Erdoberfläche erreicht. Der Hygrograph zeigt vom 10., 22^h an Sättigung. Am 11. um 6^h morgens ist nässender Nebel notiert, gleichzeitig zum ersten Mal Nebelfrost. Am 12. um 20^h löst sich plötzlich die Wolkendecke auf, ist jedoch am nächsten Morgen wieder vorhanden. Das Hygrogramm zeigt während der ganzen Nacht Sättigung. Am 16. um Mittag verschwinden die Nebelfrostablagerungen ungefähr zur gleichen Zeit, zu der die 0° pot.-Isotherme auf die Erdoberfläche herunterkommt. Nach dem Hygrogramm hält sich der Nebel noch bis zum 17., 4^h morgens. Beim Mittagsaufstieg des 16. findet sich außer der Stratus-Decke noch eine 700 m mächtige Stratocumulus-Schicht unterhalb der kleineren Inversion in 1600 m Höhe. Reif hat sich in den Nächten vom 8. zum 9. und vom 9. zum 10. gebildet, schmilzt jedoch jedesmal im Laufe des Vormittags wieder weg. Auch am 14. ist außer Nebelfrost während des ganzen Tages Reif beobachtet worden.

Die Winde spiegeln die allgemeine Wetterlage gut wieder. Bis zum 13. herrschen sehr schwache östliche bis nördliche Winde, teilweise sogar Windstille. Am 14. morgens haben wir in der von der Inversion abgeschlossenen Luft-

masse südliche Winde, darüber hat bereits die Westströmung eingesetzt. Im Laufe des Tages drehen die Winde am Boden nach Südwest, in der Höhe nach Nordwest herum. Dieses Bild bleibt bis zum Schluß. Am 16. nimmt die Windgeschwindigkeit in allen Höhen sehr stark zu. Wieder ist die Rechtsdrehung in der bodennahen Schicht zu beobachten.

3. 21. bis 24. Dezember 1924.

Die Wetterkarte zeigt am 21. morgens ein Gebiet hohen Druckes (775 mm), das sich von Holland nach Südosten bis zum Schwarzen Meer erstreckt. Nordöstlich von Island liegt ein Tiefdruckgebiet von 740 mm, über Rußland ein solches von 750 mm. In Nordostdeutschland herrschen westliche Winde, die Temperaturen liegen hier um 6°. Nebel findet sich an der Nord- und Ostseeküste, an der Westküste Frankreichs und nordwestlich der Alpen. Am 22. hat sich das Hoch über ganz Mittel- und Südeuropa ausgedehnt, während über dem Nordatlantik ein Tief von 725 mm entstanden ist. Der Wind hat gegen Süden zurück gedreht, die Temperaturen sind um etwa 2° gesunken, der Nebel hat sich über ganz Mittel- und Westeuropa ausgebreitet. Am 23. hat das Hochdruckgebiet etwas an Stärke verloren. Über Island liegt jetzt eine tiefe Depression von 715 mm. Bei schwachen westlichen Winden sind die Temperaturen weiter um 6° bis 8° gefallen. Die am Vortage sehr ausgedehnte Nebelbedeckung beschränkt sich auf Norddeutschland und das Gebiet nordwestlich der Alpen. Am nächsten Tag erstreckt sich das Hochdruckgebiet von Spanien über die Alpen bis nach Polen, während sich das isländische Minimum etwas verflacht und weiter nach Süden verlagert hat. Die Winde sind auf Süd herumgegangen, die Temperaturen um etwa 1° gestiegen. Der Nebel ist fast verschwunden.

Die Isoplethenkarte zeigt beim Morgenaufstieg des 21. außer einer Bodeninversion bis 400 m eine außerordentlich starke Temperaturumkehr zwischen 1200 m und 1430 m und den Temperaturen 10° bis 21° pot. Am Morgen des nächsten Tages liegt sie zwischen 770 m und 1070 m und den potentiellen Temperaturen 7° und 17°. Wieder ist eine Bodeninversion bis 300 m vorhanden, die sich bereits kurz nach Mittag des 21. zu bilden beginnt. Die Konvektionsbewegung läßt sich nur am 22. nachweisen, da vom 21. ein Mittagsaufstieg ganz fehlt, während am 23. die Aufstiegshöhe nicht über die obere Inversionsgrenze hinausgeht. Die mittägliche Erwärmung der Bodenluft ist am 21. bedeutend intensiver als am 22. und 23. Deutlich ist auch zu sehen, daß die Umkehrschicht an den beiden ersten Tagen einige Isothermen von den Bodeninversionen zu sich heranzieht. Dies zeigt die stetig fortschreitende Abkühlung der bodennahen Luft. Schon am Morgen des 23. liegt die Sperrschicht der Erdoberfläche auf, indem die Bodeninversion der vergangenen Nacht als verbindendes Glied wirkt. Die Grenze der beiden Inversionen wird durch eine Isothermie zwischen 350 m und 430 m angedeutet. Beim Morgenaufstieg des 24. hat sich die Temperaturumkehr infolge der weiteren Abkühlung am Boden nicht unbeträchtlich verstärkt. Sie beträgt bei einer vertikalen Mächtigkeit von 470 m 22° pot. Am Boden erfolgt im Laufe des Vormittags rasche Temperaturzunahme, in der Höhe fallen die Temperaturen nach einer vorübergehenden Erwärmung stark.

Wesentlich anders als in den beiden vorhergehenden Fällen sind die Feuchteverhältnisse. Die Sperrschicht ist mit einer sehr starken Abnahme der spezifischen Feuchte verbunden. Bis zum 23. läßt sich ein täglicher Gang nicht nachweisen. Unterhalb der Inversion ist der vertikale Gradient äußerst gering. Am 23. gegen Mittag setzt plötzlich nach einem Morgenminimum in allen Höhen eine sehr starke Zunahme des Wasserdampfgehaltes ein, der am Abend ebenso schnell wieder abnimmt. Am 24. wiederholt sich diese Periode, jedoch um einige Stunden verspätet.

Am Morgen des 21. liegt eine 300 m mächtige geschlossene Stratusschicht unter der Inversion. Um Mittag ist sie durchbrochen (7 Fractostratus), schließt sich aber wieder gegen Abend. Um 22^h tritt Nebel an der Erdoberfläche auf. Beim Morgenaufstieg des folgenden Tages ist 10 Stratus angegeben, jedoch findet sich in der ganzen Schicht zwischen Bodeninversion und oberer Wolkengrenze nur eine konstante relative Feuchte von 88 %. Darüber herrscht sprunghafte Abnahme, ebenso in der Bodeninversion. An der Erdoberfläche werden 100 % gemessen und Nebel beobachtet. Daß wir es hier mit einer Eiswolke zu tun haben, ist den Temperaturen nach ausgeschlossen. Bei einer relativen Feuchte von 87 % tritt Sättigung in bezug auf Eis auch erst bei — 15° ein [13]). Es ist aber möglich, daß infolge des starken Nebels (Dichte-Index 2) und der frühen Tageszeit der Bewölkungsgrad zu hoch geschätzt wurde und der Flugkörper durch ein Wolkenloch ging. Beim Mittagsaufstieg liegt die untere Wolkengrenze 220 m über dem Erdboden bei einer Mächtigkeit von 330 m; außerdem ist der Nebel weniger dicht als am Morgen. Die Wolkendecke verschwindet nun sehr schnell, um 18^h wird außer Nebel „Bewölkung 0" notiert. Nach den Aufzeichnungen des Witterungsverlaufsbuches herrscht Nebel bis zum 24. mittags, von da bis zum Abend Dunst. Der Hygrograph zeigt nur Sättigung bis zum 23., 11^h an. Nebelfrost entsteht in der Nacht vom 22. zum 23., hält sich aber nur bis 13^h am 23. Am 24. wird Reif beobachtet.

Die Winde liegen während aller vier Tage zwischen Süd und Nordwest. Am 21. morgens finden wir am Boden Strömung aus Südwest, von 300 m Höhe an aus Nordwest. Tags darauf dreht der Wind nach links, bis am Boden Südsüdost-, in der Höhe Südwestströmung herrscht. Am 23. wehen am Boden südliche, in der Höhe Nordwestwinde, die zum 24. auf Südwest zurückgehen und an Stärke zunehmen. Die auffallende Zunahme der spezifischen Feuchte ist mit einer Änderung der Windrichtung in der Höhe von Südwest am 22. mittags auf Nordwest am 23. morgens verbunden. Ebenso die Abnahme in der Nacht mit dem Zurückdrehen auf Südwest. Sehr schön ausgeprägt ist die Rechtsdrehung in der bodennahen Schicht. —

Zwei weitere Fälle wurden in gleicher Weise bearbeitet und zeigen, wenn auch weniger ausgeprägt, ähnliche Verhältnisse. (17.—23. Januar 1926 und 10.—14. Dezember 1927.) —

Zu diesen Beispielen ist allgemein folgendes zu sagen:

Die Schwankung des Wasserdampfgehaltes der Luft scheint zunächst in sehr wenig ausgesprochener Beziehung zur Temperaturschichtung zu stehen. Die spezifische Feuchte nimmt zwar im Bereich der Temperaturumkehrschicht rascher ab als darunter und darüber, jedoch durchbrechen ihre Isoplethen im Verlauf der täglichen Schwankung ungehindert die Sperrschicht. Das Durchbrechen von unten nach oben läßt sich mit der Diffusion der Wolke erklären. Denn ein Ansteigen der Isoplethen besagt ja, daß sich der Wasserdampfgehalt in der Luft an dieser Stelle vergrößert. Um aber seine Abnahme bis tief in die Wolkenschicht hinein, die mit der täglichen Schwankung oberhalb der Inversion in Verbindung steht, verstehen zu können, müssen wir eine andere Erklärung suchen. Wäre die Feuchte unterhalb der Inversion an den Durchbruchsstellen um einen bestimmten Betrag größer, dann läge der Umkehrpunkt der Isoplethen nicht unter, sondern in oder über der Inversion. Da nun Übersättigung in bezug auf Wasser nur in seltenen Fällen vom Haarhygrometer angezeigt wird, ist es leicht möglich, daß innerhalb einer Wolke die registrierten Feuchtigkeitswerte gegenüber den tatsächlichen zu klein sind. Um festzustellen, ob das Verhalten der Isoplethen allein hieraus erklärt werden kann, wurde im ersten Beispiel für den Morgenaufstieg am 11. Dezember 1924 die relative Feuchte an der unteren Inversionsgrenze, also der oberen Wolkengrenze, bestimmt unter der Annahme konstanter spezifischer Feuchte vom Boden bis zu dieser Höhe. Die Magnussche Formel unter Benutzung der neu bestimmten Konstanten[14]) ergab den maximalen Dampfdruck bei der jeweiligen Temperatur. Der Dampfdruck, der bei dem angenommenen Betrag der spezifischen Feuchte dem in dieser Höhe herrschenden Luftdruck entspricht, wurde dem Adiabatenpapier entnommen. Die Berechnung ergab eine relative Feuchte von 108 % in bezug auf Wasser, von 112 % in bezug auf Eis. Für den Mittagsaufstieg des gleichen Tages wurde eine Wasserübersättigung von 24 % gefunden. Zwei Fälle des zweiten Beispiels zeigten ähnliche Beträge. Übersättigungen von 10 bis 20 % sind durchaus möglich. Wir können also annehmen, daß in diesen und allen anderen entsprechenden Fällen der unwahrscheinliche Isoplethenverlauf durch fehlerhafte Anzeige des Instrumentes verursacht wird.

Schwieriger sind die zeitlichen Änderungen der spezifischen Feuchte zu erklären. Daß eine gewisse Beziehung zum Temperaturgang besteht, geht daraus hervor, daß die Linien gleicher Feuchte das Bestreben zeigen, die Isothermen unter einem konstanten Winkel zu schneiden. Es ist also ein täglicher Gang parallel dem der Temperatur zu erwarten. Nach Hann[15]) findet sich ein einfacher täglicher Gang des Dampfdrucks über größeren Wasserflächen und im Winter auch vielfach auf dem Lande; die doppelte Schwankung dagegen ist typisch kontinental. Auffallend ist, daß wir öfter beide Perioden gleichzeitig in verschiedenen Höhen antreffen.

Weiter wurde angenommen, daß das Auftreten von Nebel an der Erdoberfläche identisch ist mit dem Herunterkommen der Wolkendecke. Denn da sich diese wohl kaum über Nacht auflöst, liegt der Schluß nahe, daß zur Zeit des Nebeleintritts die untere Grenze der Wolkenzone die Erdoberfläche berührt, wie es in den Darstellungen gezeichnet ist. Um einen Anhalt für die Wahrscheinlichkeit dieser Annahme zu bekommen, wurde im ersten Beispiel am 9. und 10. Dezember 1924 für verschiedene Zeitpunkte die Höhe des Kondensationsniveaus eines vom Boden aus aufsteigenden Luftstroms nach der von Väisälä[16]) angegebenen Formel berechnet: $h = 188\ (t_o + 105).\ \frac{x}{5.1 + x}$, wo $x = -1 n r_o$ t_o = Bodentemperatur, r_o = relative Feuchte am Boden. Die erhaltenen Höhen sind in der Zeichnung durch Kreuze kenntlich gemacht. Die Eintrittszeit der Sättigung am Boden schließt sich sehr gut dieser im Laufe des Nachmittags abnehmenden Kondensationshöhe an. Bemerkenswert ist, daß die Differenz zwischen dieser errechneten Höhe und der beobachteten unteren Wolkengrenze bei den drei Aufstiegen des 10. ungefähr konstant von der Größenordnung 100 m ist. Dieser parallele Gang ist so zu deuten, daß die Feuchteverhältnisse am Boden, die durch die berechneten Kondensationshöhen charakterisiert sind, und die in der Höhe gleichen Verlauf zeigen. Diese Tatsache macht jedenfalls die Annahme durchaus wahrscheinlich, daß das Eintreten der Sättigung gleichbedeutend ist mit dem Herunterkommen der Wolkenschicht.

Nebelfrost, 2. Typus.

1. 20. bis 22. November 1914.

Am 20. zeigt die Wetterkarte ein Hochdruckgebiet von 772½ mm über der Nordsee, das auf allen Seiten von Barometerminima umgeben ist. In Nordostdeutschland wehen nördliche Winde, die Temperaturen liegen um den Gefrierpunkt. Am folgenden Tag hat sich das Hoch über ganz Mitteleuropa ausgedehnt, über Skandinavien ist ein Teilhoch entstanden. Über der Nordsee und den Britischen Inseln ist der Druck erheblich gefallen. Bei westlichen Winden liegen die Temperaturen in Ostdeutschland um —4° herum. Zum 22. hat sich das mitteleuropäische Hochdruckgebiet weiter nach Osten verlagert. Lindenberg befindet sich nun nicht mehr auf seiner Nordost-, sondern auf seiner Südwestseite. Entsprechend sind die Winde nach Osten herumgegangen. Die Temperaturen sind kaum verändert. In Norddeutschland wird Nebel beobachtet.

Die Änderungen des atmosphärischen Zustandes sind in den Beispielen dieses Typs für die bodennahe Schicht und die höheren Luftschichten getrennt behandelt, da die Vorgänge in der Höhe hier nur von untergeordneter Bedeutung sind.

Am frühen Morgen des 21. ist deutlich eine Bodeninversion zu erkennen. Schon am 20. um 13^h hebt sich die 0° pot.-Isotherme vom Boden, um ihn erst am 23. mittags wieder zu berühren. In der Nacht schreitet die Abkühlung bis etwa 3^h recht langsam vorwärts, während von da an die Temperaturabnahme an der Erdoberfläche und in der bodennahen Luft-

schicht bis etwa 100 m über dem Erdboden sehr rasch erfolgt. Kurz nach 8^h beginnen die Temperaturen wieder zu steigen. Beim Morgenaufstieg um 8^h wird zum ersten Mal Nebel beobachtet, der rein örtlicher Natur ist, da er an anderen Beobachtungsstationen in Norddeutschland an diesem Tage nicht vorhanden war. Gleichzeitig ist Reif und Nebelfrost vorhanden. Während der Reif noch am gleichen Vormittag verschwindet, halten sich die Nebelfrostbildungen bis zum Nachmittag des 22. Der Nebel löst sich bereits am Morgen dieses Tages auf.

In dem Temperaturbild der freien Atmosphäre fällt eine Inversion auf, die am 20. abends bei 5° pot. in 1900 m Höhe liegt und sich zum 22. um rund 1000 m senkt. Außerdem bildet sich am 21. zwischen 14^h und 15^h eine Temperaturumkehrschicht bei —2° in rund 400 m, die sich bis zum 22. vormittags hält, wo sie als bodennahe Inversion auftritt.

Die spezifische Feuchte zeigt an allen drei Tagen sehr deutlich die einfache tägliche Schwankung in allen Höhen. Bemerkenswert ist die außerordentlich rasche Abnahme in den unteren Schichten.

2. 29. Januar bis 1. Februar 1924.

Am 29. liegt über Westeuropa ein Hochdruckgebiet von 780 mm, während ein Tiefdruckgebiet nördlich von Skandinavien einen Ausläufer über die Ostsee bis zur Balkanhalbinsel vorschickt. Bei nordwestlichen Winden liegen die Temperaturen nur wenig unter dem Gefrierpunkt. Am folgenden Tag ist das Hoch bis nach Rußland hinein vorgestoßen. Der Wind hat gegen Westen zurückgedreht, die Temperaturen sind etwas gesunken. Nebel herrscht an der Nordseeküste und in Südwestdeutschland. Zum 31. hat sich das Hochdruckgebiet etwas verstärkt. In Nordostdeutschland wehen westliche bis südwestliche Winde, die Temperaturen sind gleichgeblieben. Am 1. ist der Druck etwas gefallen. Bei südwestlichen Winden liegen die Temperaturen in Nordostdeutschland um den Gefrierpunkt, Nebel findet sich nur noch vereinzelt im Küstengebiet.

Der Isothermenverlauf ist insofern gegen den des ersten Beispiels dieses Typs verschieden, als die Inversion nicht unmittelbar dem Boden aufliegt. Immerhin sprechen Gründe dafür, daß sie während der Zeit ihrer Bildung als Bodenumkehr auftritt, wie es in der Isoplethenzeichnung dargestellt ist. Diese Gründe werden später erörtert. Zunächst finden wir am 29. morgens eine Umkehrschicht zwischen 750 m und 920 m bei —2° pot., die sich gegen Mittag jedoch wieder auflöst. Es herrschen beinahe adiabatische Gradienten vom Boden bis zur Temperaturumkehr, die bis zum Nachmittag bestehen bleiben. Nach der raschen mittäglichen Erwärmung, die bis 1000 m durchgreift, setzt die Abkühlung kurz nach 16^h ein. Die potentielle Temperatur sinkt bis etwa 24^h, um von da an bis zum Mittag des 30. konstant zu bleiben. Leider war ein Morgenaufstieg nicht gemacht worden, sodaß die Lage der Inversion in den frühen Vormittagsstunden des 30. unbestimmt ist. Um 14^h findet sie sich zwischen 300 und 500 m und den potentiellen Temperaturen —5° bis —1°, unmittelbar anschließend bis 800 m folgt eine Isothermie. Von der Erdoberfläche bis zur unteren Umkehrgrenze herrscht geringer überdiabatischer Gradient. Die mittägliche Erwärmung macht sich nur verhältnismäßig wenig bemerkbar. In der folgenden Nacht kühlt sich die Bodenluft weiter ab, während die Inversion sich dem Erdboden nähert, um am Morgen des 31. als Bodenumkehr zu erscheinen. Am Nachmittag hat sie sich wieder von der Erdoberfläche abgehoben. Die Erwärmung erreicht ihren Höhepunkt um 18^h. In der Nacht entsteht wieder eine kräftige Bodeninversion, die durch eine Gradientänderung von der oberen Umkehrschicht getrennt ist. Diese liegt am Vormittag des 1. zwischen 220 m und 470 m und den potentiellen Temperaturen —3° und 4°. Über Mittag tritt am Boden rasche Erwärmung ein. Die Isoplethen laufen sowohl nach unten als auch nach oben auseinander, die Inversion beginnt sich aufzulösen. Beim Mittagsaufstieg ist sie noch als Bodenumkehr bis 650 m vorhanden, jedoch mit wesentlich geringerer Temperaturzunahme als am Morgen.

Der Nebel setzt nach dem Hygrogramm in der Nacht vom 29. zum 30. kurz vor 24^h ein; Nebelfrost wird am 30. um 7^h zum ersten Mal notiert. In der Nacht zum 1. verschwindet der Nebel, die Nebelfrostablagerungen am 1. um Mittag. Oberhalb der Inversion liegt eine Nimbusschicht.

Der Wasserdampfgehalt ist bis zum 29. mittags auch in höheren Schichten verhältnismäßig groß, nimmt jedoch hier im Laufe des 29. und 30. ab. Vom 31. an erfolgt wieder rasche Zunahme, die von der gut erkennbaren einfachen täglichen Periode überlagert wird.

In der Höhe tritt vom 29. bis zum 31. Erwärmung ein, darauf plötzliche Abkühlung gleichzeitig mit der raschen Zunahme der spezifischen Feuchte. Bis zum 1. nachmittags nimmt die Temperatur langsam zu, um dann wieder zu sinken. Die Störung, die sich am 30. mittags bei 1800 m, am 31. morgens bei 1300 m und am 1. vormittags bei 1500 m findet, ist ohne Einfluß auf die Vorgänge am Boden. —

Als weitere Beispiele dieses Typs sind anzuführen die Nebelfrostperioden vom 28. bis 30. Januar 1926, 24. bis 25. Januar 1927, 31. Januar bis 3. Februar 1930 und 6. bis 7. Dezember 1926. —

Zu dem zweiten Beispiel sei noch folgendes bemerkt:

Obwohl dieser Fall dem Isoplethenbild nach dem zweiten Nebelfrosttyp zugeordnet werden mußte, ergeben sich doch gewisse Parallelen zum ersten Typus. Erinnern wir uns an die allgemeine Wetterlage! Während Lindenberg am 29. 1. 1924 in einem Übergangsgebiet liegt, ist die westliche Antizyklone am 30. bis nach Rußland hinein vorgestoßen. Am 1. 2. tritt wieder Druckfall ein. Wir können also vermuten, daß das Aufsteigen der Isothermen am 29. abends den Vorstoß der kalten antizyklonalen Bodenluft bedeutet. Die Inversion, die diese Luftmasse von der oberen warmen, absteigenden Luft trennt, reicht bis zum Erdboden herab. An einem Beobachtungsort, über den diese Fläche hinwegzieht, muß also am Boden plötzlicher Temperaturfall eintreten, der mit einer Temperaturzunahme unmittelbar über der Erdoberfläche verbunden ist. Diese Umkehrschicht hebt sich dann vom Boden ab, und ihre Höhe nimmt stetig zu.

Glatteis.

1. 4. bis 7. März 1915.

Am 4. liegt ein Hochdruckkeil über Mitteleuropa, der sich von Norden her über Skandinavien auf den Kontinent bis zu den Alpen erstreckt. Über Rußland finden wir eine Zyklone von 755 mm, über England und der Nordsee ein flaches Minimum. Bei mäßig starken nördlichen und nordwestlichen Winden liegen die Temperaturen in Ostdeutschland einige Grade unter dem Gefrierpunkt, in Westdeutschland ebensoviel darüber. Am 5. ist das nordwestliche Tief mit einem Ausläufer nach Mitteleuropa hinein vorgestoßen. Die Winde haben unter Auffrischen nach Südost gedreht, die Temperaturen sind gleichgeblieben. In ganz Deutschland fallen Niederschläge, teils als Regen, teils als Schnee. Am nächsten Tag hat der Tiefdruckausläufer über Mitteleuropa sich zu einem Teiltief mit einem selbständigen Kern über der Kieler Bucht entwickelt. Im Osten Deutschlands wehen die Winde wie am Vortage aus Südost, im Westen aus Nordwest. Temperatur und Niederschläge sind unverändert. Zum 7. ist das Teiltief nach Südosten gewandert, sein Kern liegt über dem Balkan. Der Wind hat in Ostdeutschland unter Abflauen nach Osten gedreht, die Temperaturen sind gleichgeblieben. In Norddeutschland wird teilweise noch Schneefall beobachtet.

Der Temperaturverlauf über Lindenberg zeigt am 4. morgens eine Inversion zwischen 1500 m und 1700 m und den potentiellen Temperaturen 1° und 5°. Nach unten schließt sich bis 1350 m eine isotherme Schicht an. Im Laufe des Tages senkt sich die Inversion außerordentlich rasch, um schon in den ersten Morgenstunden des nächsten Tages als Bodenumkehr bis 1000 m zwischen den potentiellen Temperaturen —3° und 8° zu erscheinen. Dieser auffallende Höhenunterschied der Sperrschicht bei anähernd den gleichen potentiellen Temperaturen bedeutet eine sehr rasche zeitliche Zunahme der wahren Temperatur in der Höhe. In der Tat steigt sie um etwa 10° im Durchschnitt des ganzen Höhenintervalles mit Ausnahme der bodennahen Schicht vom 4. um 8^h bis zum 5. um 8^h Zu dieser Zeit muß der Gefrierpunkt in der Wolke bereits überschritten sein, da es regnet. In der Nacht zum 6. hebt sich die Inversion vom Boden ab, um gegen Morgen unter Verstärkung der Inversionsgradienten wieder herunterzukommen. Gleichzeitig senkt sich die 0°-Isotherme der wahren Temperatur zum Boden. Sowie die Abkühlung beginnt, steigt mit den Isothermen der potentiellen und der wahren Temperatur auch die Inversion in die Höhe, um sich während des 7. zwischen 500 m und 1000 m zu halten. Sowohl unterhalb wie oberhalb der Temperaturumkehrschicht ist während der ganzen Zeit die tägliche Temperaturperiode sehr deutlich zu erkennen, die sich den aperiodischen Schwankungen überlagert. Am 4. macht sich die Abkühlung in den frühen Morgenstunden vom Boden aus noch bis 1500 m Höhe bemerkbar. Am Abend dieses Tages finden wir oberhalb der Sperrschicht noch eine zweite Störung.

Der Gang der spezifischen Feuchte ist am 4. in Bodennähe parallel dem Temperaturverlauf. Die Führung der 1.0-Linie ist zweifelhaft, da das Hygrometer des Meteorographen beim zweiten Morgenaufstieg vereist war. Auch die Feuchteangaben des Mittags- und Abendaufstiegs am 5. sind unsicher. Am 4. abends macht sich in allen Höhen eine außerordentlich rasche und starke Zunahme des Wasserdampfgehaltes bemerkbar, die zwischen 1000 m und 1500 m am ausgeprägtesten ist. Hier beträgt sie 2.0 gr/kg innerhalb fünf Stunden. Vom Abend des 6. an nimmt die spezifische Feuchte wieder in allen Höhen ab.

Am 4. abends bildet sich unter der Sperrschicht, die zu dieser Zeit nur eine Isothermie ist, eine Nimbus-Decke in ungefähr 400 m Höhe. Sie ist in der Karte nicht eingezeichnet, weil zur Höhenbestimmung lediglich das Feuchtediagramm benutzt werden konnte. Am nächsten Morgen liegt sie in der gleichen Höhe, die diesmal gemessen worden war. Als Niederschlag fällt nicht mehr Schnee, wie am Abend und in der Nacht vorher, sondern es regnet ununterbrochen bis zum Mittag des 6. Um 20^h dieses Tages liegt die Nimbus-Schicht in 500 m, und in Übereinstimmung mit dem Temperaturverlauf wird nun wieder Schnee als Niederschlag beobachtet. Am 7. hat sich die Wolkendecke um 100 m gesenkt. — Sowie der Regen beginnt, bildet sich am Boden Glatteis, das auch dann nicht verschwindet, sobald die Bodentemperatur am 6. mittags um 1.5° den Gefrierpunkt übersteigt.

Die Strömungsverhältnisse zeigen einen sehr engen Zusammenhang mit der Temperaturschichtung. Beim ersten Morgenaufstieg des 4. haben wir in der ganzen Höhe bis zur Inversion nördliche Winde, die bis zum zweiten Aufstieg nach Osten drehen, während innerhalb der Sperrschicht die Windrichtung unverändert bleibt. Nachmittags ist der Bodenwind der gleiche, die Höhenwinde sind auf Süd herumgegangen, während über der Inversion immer noch Nordwestwind herrscht. Am Abend finden wir in der bodennahen Schicht Südostströmung. Die Zufuhr der warmen, feuchten Luft aus Nordwesten dauert bis zum 6. nachmittags an, während die Bodenwinde aus Südost bis Ost wehen. Am Abend des 6. hat der Wind in der Höhe auf Nordost gedreht, am 7. herrscht bis 1500 m starker Südoststrom bei östlichen Bodenwinden. Gegen Abend hat sich eine einheitliche Ostströmung durchgesetzt. — Die Rechtsdrehung des Windes in der bodennahen Schicht ist kaum zu bemerken, dagegen ist der Windsprung an der Inversion sehr ausgeprägt.

Zum Schluß sei noch auf die Rauhreifbildung am Morgen des 4. hingewiesen. Daß wir es hier mit echtem Rauhreif zu tun haben, geht daraus hervor, daß kein Nebel vorhanden war. Auffallend ist wieder die Unterscheidung zwischen Reif (von 2^h bis 4^h) und Rauhreif (von 4^h bis 8^h). Da der Niederschlag mit einer nächtlichen Bodeninversion verbunden ist, ist er dem zweiten Nebelfrosttyp zuzuordnen.

2. 8. bis 9. Januar 1911.

Diesen Fall hat bereits Kaßner untersucht. Es dürfte sich jedoch lohnen, das Beispiel auch einmal nach der Isoplethenmethode zu behandeln.

Eine Hochdruckbrücke über Mitteleuropa verbindet am 8. eine russische Antizyklone von 785 mm mit einem Hochdruckgebiet von 775 mm über Spanien, während ein Minimum von 730 mm im Nordosten von Island liegt. Über Norddeutschland herrschen südliche Winde, die Temperaturen liegen wenig unter dem Gefrierpunkt. Am folgenden Tage ist die Lage im wesentlichen unverändert.

Am 8. vormittags finden wir eine sehr kräftige Bodeninversion bis 300 m zwischen den potentiellen Temperaturen —8° und 2°, die den Gefrierpunkt in etwa 250 m Höhe überschreitet. Erst in 1030 m sinkt die Temperatur wieder unter 0° C. Nachmittags wird der Inversionsgradient im bodennahen Teil der Umkehrschicht infolge der Erwärmung erheblich verringert. Der nächste Aufstieg, der 24 Stunden später liegt, zeigt wieder eine Bodeninversion bis 520 m zwischen den potentiellen Temperaturen —4° und 3°. Zwischen 670 m und 900 m findet sich abermals eine Temperaturumkehr. Die warme Zone mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt ist etwas in die Höhe gerückt. Am Nachmittag sind beide Umkehrschichten zusammengewachsen, die Temperaturzunahme hat sich aber vom Boden bis 350 m Höhe in Isothermie verwandelt. Bis zum nächsten Morgen löst sich die Inversion auf. Am Boden steigt die Temperatur nun dauernd, die 0°-Isotherme der wahren Temperatur erreicht die Erdoberfläche um 18^h.

Die spezifische Feuchte zeigt am 8. sehr rasche Zunahme vom Boden bis zur oberen Inversionsgrenze. Am Abend dieses Tages beginnt auch eine zeitliche Zunahme des Wasserdampfgehaltes in der Höhe, sodaß die spezifische Feuchte am 9. vom Boden bis etwa 1000 m um rund 2.0 gr/kg steigt. Abends nimmt der Wasserdampfgehalt wieder ab.

Nimbus-Bewölkung ist zwar am 8. beim Morgenaufstieg in allen Höhen vorhanden, aber der Bewölkungsgrad ist äußerst gering (2). Schon kurz nach Mittag ist der Himmel wieder wolkenlos. Der Nimbus liegt unmittelbar über der Inversion, soweit sich dies aus dem Feuchtediagramm entnehmen läßt. Am 9. wird während des ganzen Tages eine geschlossene Nimbus-Decke beobachtet, deren untere Grenze beim Vormittagsaufstieg in 350 m, beim Nachmittagsaufstieg in 300 m liegt. Ihre obere Grenze wurde beide Male nicht erreicht. Am 9. kurz nach 8^h setzt Regen ein, um mit geringen Unterbrechungen bis etwa 18^h zu dauern. Glatteis wird zum ersten Mal um 11^h beobachtet, zum letzten Mal um 23^h.

Wie im vorigen Beispiel ist auch hier ein starker Windsprung mit der Inversion verbunden. Am 8. wehen schwache Südwinde am Boden, über der Temperaturumkehr herrschen starke Westwinde. Am Boden dreht der Wind langsam gegen Südwesten. —

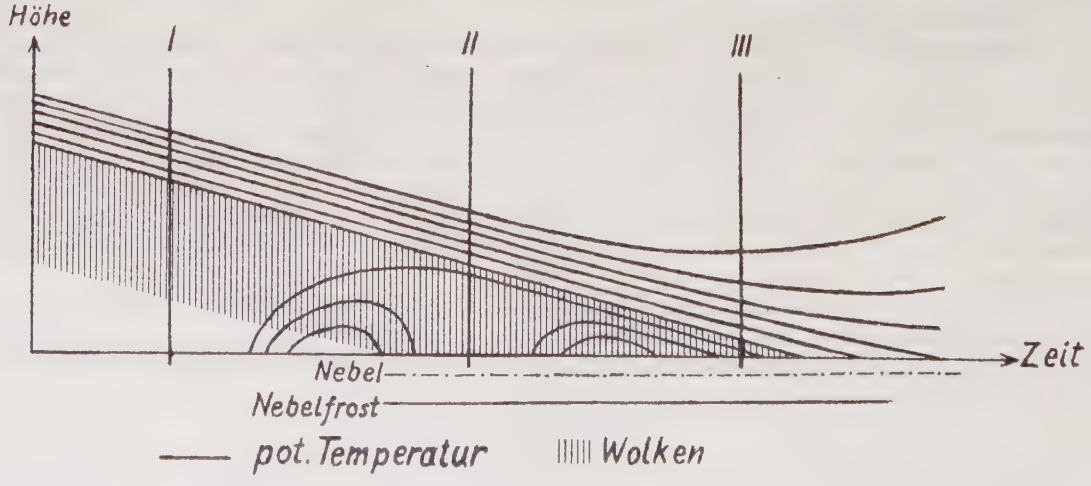
Im wesentlichen die gleichen atmosphärischen Zustände finden wir bei den Glatteiswetterlagen vom 24. bis 26. Februar 1914 und 23. bis 25. November 1927. —

3. Die Schemata.

Die untersuchten Fälle lassen sich in drei Schemata mit charakteristischen Merkmalen zusammenfassen. Eine natürliche Einteilung in zwei Gruppen ergibt sich schon ohne weiteres aus dem Unterschied zwischen Nebelfrost und Glatteis, da wir es im ersten Fall mit Wolkenelementen oder Nebeltröpfchen, im zweiten dagegen mit Regentropfen zu tun haben. Und hiermit ist auch die Unterteilung der ersten Gruppe durch die verschiedene Herkunft der Tröpfchen gegeben.

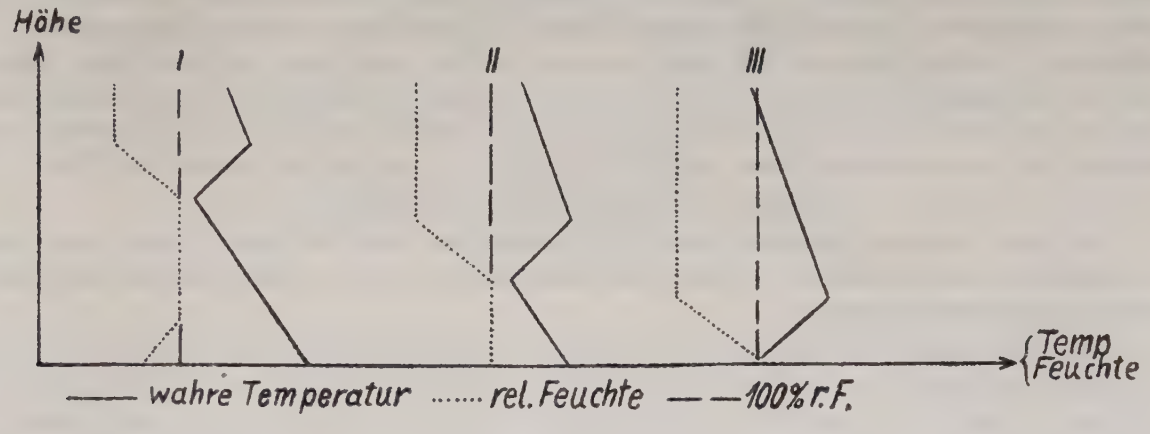
Für den ersten Nebelfrosttyp finden wir folgenden schematischen Verlauf:

Unterhalb einer Inversion, die sich langsam zum Erdboden hin senkt, liegt eine geschlossene Stratus-Decke (Fig. 1 a). Sobald diese Wolkenschicht, deren vertikale Mächtigkeit im Mittel rund 400 m beträgt,



Figur 1a.

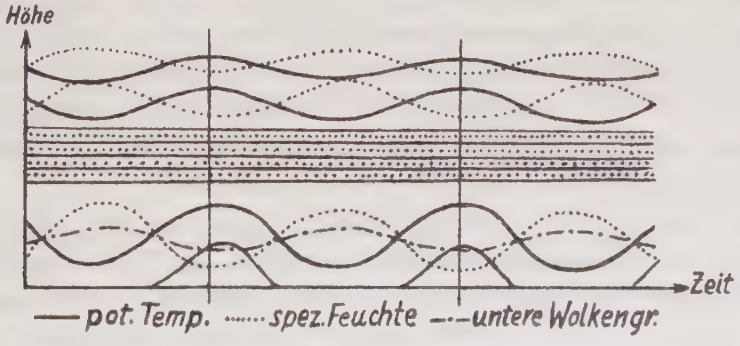
den Boden erreicht, bilden sich bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt Nebelfrostablagerungen. Die Inversion verlagert sich beim Herunterkommen nach einer um wenige Grade niedrigeren potentiellen Temperatur, wobei sie sich gleichzeitig verstärkt. Während an ihrer oberen Grenze einige Isothermen auseinanderlaufen, schließen sich ihr vom Boden aus mehrere Linien an, bis die Sperrschicht der Erdoberfläche aufliegt. Der Temperaturgradient sowohl als auch die vertikale Mächtigkeit der Inversion schwankt sehr stark. Die spezifische Feuchte bleibt unterhalb der Temperaturumkehr mit der Höhe nahezu



Figur 1b.

konstant, während sie in der Schicht sehr rasch abnimmt. In Figur 1 b sind drei Zustandskurven wiedergegeben, die für die Schnitte I, II und III der Figur 1 a charakteristisch sind. Dabei ist jedoch zu beachten, daß durch die Aufstiege der Zustand der Atmosphäre nur am Tage festgelegt ist, während die nächtlichen Bodeninversionen in dem typischen Bild der Zustandskurven nicht zum Ausdruck kommen. Bei der Betrachtung des Temperaturverlaufs stellen wir unterhalb der Inversion einen größeren Gradienten fest als über ihr. Diese Annäherung an den adiabatischen Gradienten erklärt sich aus der täglichen Konvektion, wie wir sehen werden. Die relative Feuchte nimmt bis zur unteren Wolkengrenze zu, um innerhalb der Inversion mit zunehmender Höhe auf sehr geringe Beträge zurückzugehen. Die Zunahme vom Boden aus ist ebenfalls eine Folgeerscheinung der Konvektion, während die Abnahme über der Wolkendecke nicht durch die Temperaturzunahme ausgeglichen wird. Die warme Luft oberhalb der Sperrschicht ist nicht nur relativ, sondern auch absolut trockener als die kalte Luftmasse am Boden.

Wie sich die Konvektion im Verlauf der Isoplethen wiederspiegelt, ist in Figur 2 schematisch dargestellt.

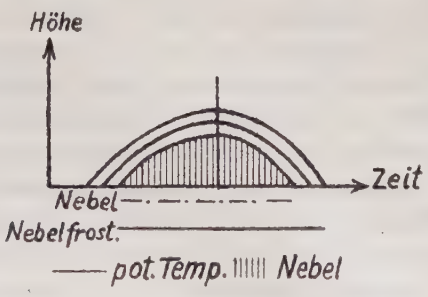


Figur 2.

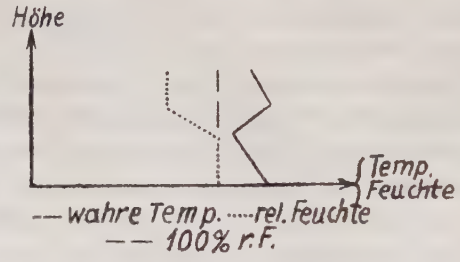
In dem Raum zwischen Erdoberfläche und Inversion senken sich die Isoplethen der potentiellen Temperatur zur Zeit der größten Erwärmung, um nachts wieder anzusteigen. Die Temperaturabnahme mit der Höhe nähert sich tagsüber dem adiabatischen Gradienten, während in der Nacht im allgemeinen eine Bodeninversion entsteht. Die Isoplethen der spezifischen Feuchte zeigen den umgekehrten Gang wie die der potentiellen Temperatur. Da die Austauschbewegung in der durch die Inversion nach oben abgeschlossenen Luftmasse konstante potentielle Temperatur und spezifische Feuchte herbeizuführen bestrebt ist, nimmt die relative Feuchte mit der Höhe zu. Dieser Umstand begünstigt die Wolkenbildung unterhalb der Inversion. Auch in der Wolkenmächtigkeit macht sich diese bemerkbar, indem die untere Wolkengrenze beim Mittagsaufstieg etwa 100 m höher liegt als beim Morgenaufstieg. Dies gilt allerdings in vollem Umfange nur dann, wenn die Wolke noch nicht als Nebel dem Boden aufliegt. Über der Umkehrschicht läßt sich ein weiteres, jedoch weniger ausgeprägtes Konvektionsgebiet erkennen, das von dem unteren vollständig getrennt ist. Die Sperrschicht und die Wolkenoberfläche wirken also bezüglich der Konvektion wie eine zweite Erdoberfläche, wenn auch in schwächerem Maße. Auf diese Tatsache wurde u. a. von Reger im Jahre 1912 hingewiesen [17]).

Wir fassen nochmal zusammen: Eine Wolkendecke mit einer Inversion darüber senkt sich bis zur Erdoberfläche. Hier erscheint die Wolke als Nebel und bewirkt bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt Nebelfrostablagerungen.

Als Nebenergebnis finden wir, daß die tägliche Temperaturschwankung sich derart im Gang der spezifischen Feuchte und der Höhe der unteren Wolkengrenze bemerkbar macht, daß beide mit wachsender Temperatur zunehmen. Weiter ist die durch die Konvektion hervorgerufene Austauschbewegung bestrebt, unterhalb der Inversion konstante potentielle Temperatur und spezifische Feuchte herbeizuführen. Endlich besteht oberhalb der Inversion ein zweites, selbständiges Konvektionsgebiet.



Figur 3a.

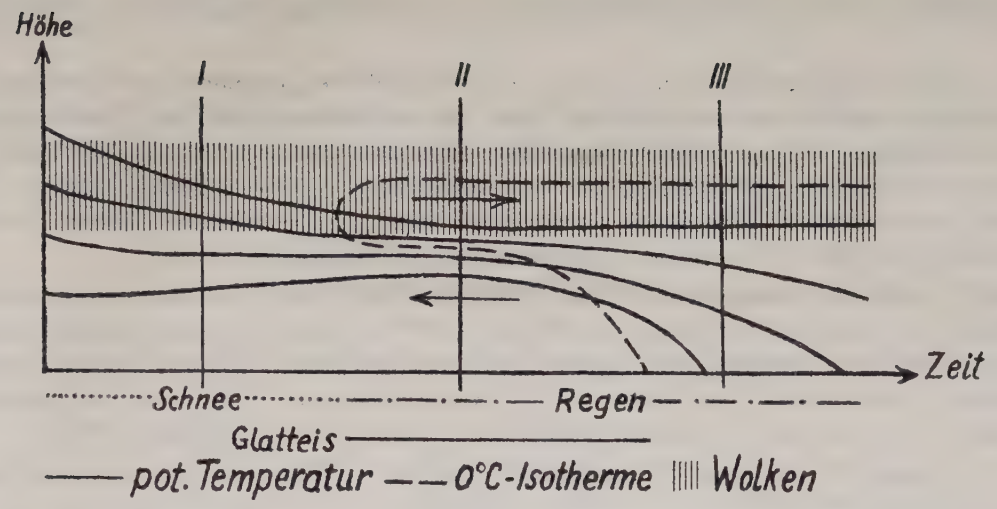


Figur 3b.

Für den zweiten Nebelfrosttyp ergibt sich dieses Schema: Wir haben eine Boden- oder bodennahe Inversion, die sich gegen Abend bildet und sich am Vormittag des folgenden Tages wenigstens zum Teil wieder auflöst. Sinkt die Temperatur unter den Taupunkt, so entsteht Nebel, der bei Inversionen, die sich in geringer Höhe über dem Boden befinden, bis zu deren unterer Grenze reicht. Hierbei ist jedoch der Wasserdampfgehalt der Luft von ebenso großer Bedeutung wie der Temperaturfall. Denn bei gleich niedriger Temperatur in mehreren aufeinanderfolgenden Nächten bildet sich einmal Nebel, ein anderes Mal nicht. Bei Temperaturen unter 0° bilden sich Frostablagerungen. Figur 3 stellt dies bildlich dar.

Wir haben also eine nächtliche Bodeninversion, die mit Nebelbildung verbunden ist. Bei Temperaturn unter dem Gefrierpunkt bilden sich Nebelfrostablagerungen.

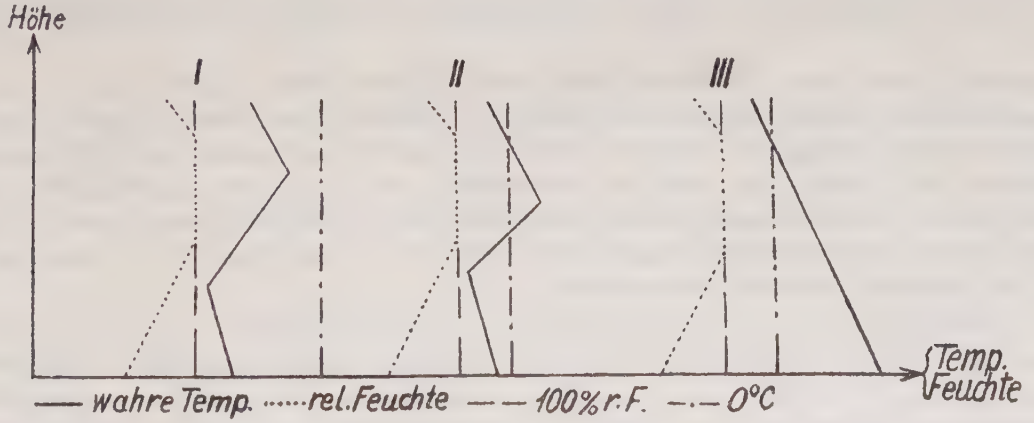
Für die Glatteisfälle finden wir folgenden charakteristischen Verlauf: Eine Temperaturumkehr verstärkt sich soweit, daß der Gefrierpunkt überschritten wird. (Fig. 4.) Innerhalb und oberhalb der Inversion entsteht eine Nimbusdecke, aus der Niederschlag fällt. Dieser Niederschlag fällt zunächst als Schnee, solange der Gefrierpunkt noch nicht überschritten ist, dann als Regen. Beim Durchfallen der kalten Bodenluftschicht wird er unterkühlt und erstarrt beim Aufschlagen auf den Boden. Das Ende



Figur 4a.

der Glatteisperiode wird durch Erwärmung der unteren Luftschicht herbeigeführt, wobei sich die Inversion auflöst. Soweit noch Regen fällt, behält er die positive Temperatur der Wolke während des ganzen Fallwegs bei, und das am Boden entstandene Glatteis schmilzt ab. Andererseits kann sich auch die ganze Schicht bis über die Inversion hinaus abkühlen, wobei der Gefrierpunkt wieder in allen Höhen unterschritten wird. Niederschlag kann dann nur als Schnee fallen. Dies entspricht dem Anfangszustand I in Figur 4.

Die spezifische Feuchte nimmt in der Inversion sehr stark zu. Wir haben es also mit einem warmen feuchten Luftstrom zu tun, der an einer kalten Luftmasse aufgleitet. Daß diese Inversion eine Luftkörpergrenze ist, läßt sich auch daraus schließen, daß ein ganz ausgeprägter Sprung in der Windrichtung unterhalb und oberhalb der Inversion vorhanden ist. Dies ist in der Figur durch die beiden entgegengesetzt gerichteten Pfeile angedeutet.



Figur 4b.

Wir wiederholen: Innerhalb und oberhalb einer Inversion, die mit Zunahme der spezifischen Feuchte und Windsprung verbunden ist, entsteht eine Nimbusdecke. Die Inversion verstärkt sich soweit, daß innerhalb der Wolke der Gefrierpunkt überschritten wird. Eventueller Niederschlag fällt dann als Regen, der beim Durchfallen der unteren, kalten Luftschicht unterkühlt wird und bei Berührung mit festen Gegenständen gefriert. —

Zum Schluß sei noch auf die Ergebnisse der in der Einleitung aufgeführten Untersuchungen eingegangen.

Daß die Nebelfrostbildungen nicht nur an die Erdoberfläche gebunden sind, sondern auch in der freien Atmosphäre innerhalb der unterkühlten Wolke des ersten Typs oder der Nebelschicht des zweiten Typs auftreten können, ist ohne weiteres einzusehen. Dies geht auch aus den häufigen Bemerkungen über Bereifung oder Vereisung des Drahtes bei den Aufstiegen hervor. Daher kann es nicht überraschen, daß Aßmann und W. Peppler in ihren statistischen Untersuchungen ähnliche Verhältnisse gefunden haben, wie sie durch die beiden erläuterten Schemata dargestellt sind.

Aßmann [3]) stellt als Bedingung für Reif- oder Eisbildung eine geschlossene Stratocumulus- oder Nimbus-Decke fest, deren untere Grenze im Mittel bei 695 m liegt. Dabei unterscheidet er nicht zwischen Reif- oder Eisansatz, da Rauhreif in wärmeren Schichten schmelzen und das Aussehen klaren Eises annehmen könne. Windrichtung und -stärke in der Höhe waren ohne Einfluß auf die Kondensation. Von 115 Aufstiegen herrschte bei 16 leichter Regen, in 22 Fällen Schnee und 22mal Nebel.

Nach W. Peppler [4]) überwiegt bei Reifansatz Stratus-, bei Eisbildung Nimbus-Bewölkung. Für den Stratus, die „echte Reifwolke", ist eine Inversion an seiner oberen Grenze typisch, deren vertikale Erstreckung am häufigsten 50 m bis 100 m beträgt. In den drei Fällen unseres ersten Typs schwankt dagegen ihre Mächtigkeit stark zwischen 100 und 800 m. W. Peppler stellt fest, daß diese Inversionen eine Höhenlage zwischen 600 m und 1000 m bevorzugen. Dies finden wir auch in unseren beiden ersten Beispielen. Die mittlere Mächtigkeit der Reifwolke von rund 400 m ist ebenfalls übereinstimmend. Dagegen läßt sich die mittlere Höhe ihrer unteren Grenze von 530 m (Peppler) nicht nachweisen. In 51% der bereiften und 44% der vereisten Aufstiege fiel kein Niederschlag. Bei Reifansatz wurde manchmal Schnee, bei Eisbildung verschiedentlich Regen beobachtet. Öfters war Nebel vorhanden. Das, was im Vorhergehenden über die Gradienten zwischen Erdoberfläche und Inversion gesagt wurde, stellt auch W. Peppler fest. Vertikale Zirkulationsvorgänge müssen nach ihm vorhanden sein, um bei der großen Trockenheit der oberen Luftschicht, die wohl durch absteigende Bewegung verursacht wäre, die Stabilität der Wolkendecke zu erklären. Eine Abhängigkeit dieser atmosphärischen Zustände von der allgemeinen Wetterlage wäre nicht zu erwarten gewesen. Am häufigsten findet W. Peppler die Lagen im Südquadranten einer Zyklone und in Übergangsgebieten. Dies wiese darauf hin, „daß das Zusammentreffen der kalten antizyklonalen Bodenluft mit den sie überwehenden oder sich dazwischenschiebenden feuchten warmen Luftströmen der Zyklone Bedingungen für die Bildung unterkühlter Wolkenschichten schafft".

Im Gegensatz hierzu sind die Nebelfrostfälle dieser Untersuchung überwiegend an mehr oder weniger ausgesprochene Hochdruckwetterlagen gebunden. Dieser Unterschied ist wohl darauf zurückzuführen, daß Nebelfrostbildung an der Erdoberfläche niedrigere Temperaturen in der bodennahen Luftschicht erfordert, als in dem Falle, daß diese Niederschläge nur in der freien Atmosphäre beobachtet werden. Die günstigsten Bedingungen hierfür aber geben die winterlichen Antizyklonen. — Als bevorzugte Windrichtungen gelten nach W. Peppler Nordost bis Südost und Südwest bis Nordwest, die auch in den hier besprochenen Beispielen vorherrschen.

Für Glatteisbildung fanden Meinardus [5]), Kaßner [6]) und Kleinschmidt [7]) die gleichen aerologischen Bedingungen: Ein feuchter warmer Luftstrom über einer kalten Luftmasse am Boden. Der Niederschlag, der aus der oberen Schicht fällt, kühlt sich beim Durchfallen der Bodenluft unter den Gefrierpunkt ab und erstarrt beim Aufschlagen zu Glatteis. Meinardus gibt eine bestimmte Druckverteilung an, die er für typisch bei Glatteisbildung hält: Hoher Druck im Nordost und Nord, niedriger Druck im Südwest und Süd. Diese Verhältnisse treffen wir im wesentlichen in den vier besprochenen Glatteisfällen an, ebenso die von Meinardus angeführten Strömungsverhältnisse, wenn auch nicht in so strenger Form, wie er sie angibt (unten Nordostströmung, oben Westwind). Östliche Winde am Boden und westliche in der Höhe dürften als typisch gelten.

Literaturverzeichnis.

[1]) H. Köhler, Studium über die Nebelfrostablagerungen auf dem Partetjakko. Naturw. Unters. d. Sarekgeb. i. schw. Lappland. Bd. II, Abt. I, S. 12 ff.

[2]) A. Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre. 2. Aufl. S. 296 f.

[3]) R. Aßmann, Das Königl. Preuß. Aeronautische Observatorium Lindenberg, S. 126 f.

[4]) W. Peppler, Reif- und Eisbildung in der freien Atmosphäre. Beitr. z. Phys. d. freien Atmosphäre 1922/23, Bd. X, S. 38.

[5]) W. Meinardus, Der Eisregenfall vom 20. Oktober 1898 über Mittel- und Ostdeutschland. Met. Zeitschr. 1899, S. 165.

[6]) C. Kaßner, Das Glatteis vom 9. Januar 1911 und seine gerichtliche Bedeutung. Das Wetter 1911, S. 132.

[7]) E. Kleinschmidt, Beobachtungen bei einem Eisregenfall. Met. Zeitschr. 1912, S. 81.

[8]) V. Bjerknes, Dynamische Meteorologie u. Hydrographie, II. Teil, S. 5 ff.

[9]) Die Arbeiten des Königl. Preuß. Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg.

[10]) Aspirations-Psychrometertafeln des Preuß. Meteorolog. Instituts.

[11]) R. Aßmann, Das Königl. Preuß. Aeronaut. Observatorium Lindenberg. S. 97.

[12]) M. Robitzsch, Die Verwertung der durch aerologische Versuche gewonnenen Feuchtigkeitsdaten zur Diagnose der jeweiligen atmosphärischen Zustände.
Die Arbeiten des Preuß. Aeron. Obs. b. Lindenberg Bd. XVI, Heft C, S. 11.

[13]) A. Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre. 2. Aufl. S. 275.

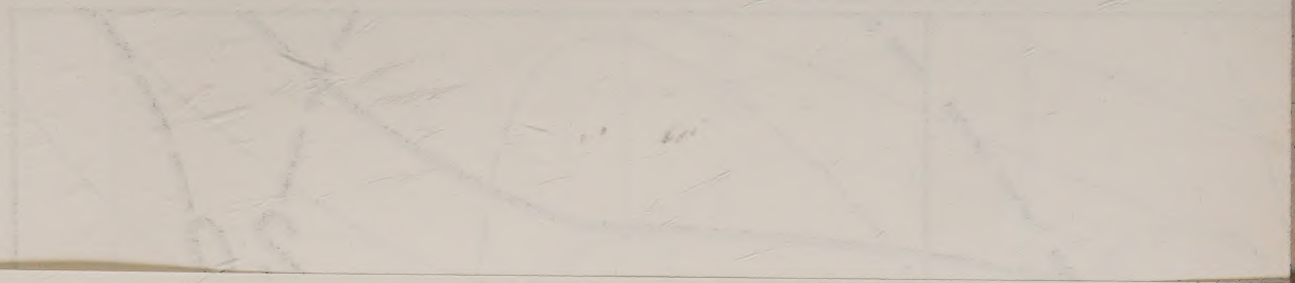
[14]) O. Tetens, Über einige meteorologische Begriffe. Zeitschr. f. Geophysik, VI. Jahrg. 1930. Ad. Schmidt-Festband S. 299.

[15]) Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie. 4. Aufl. S. 250 ff.

[16]) V. Väisälä, Kondensationshöhe aus der relativen Feuchtigkeit und Lufttemperatur. Met. Zeitschr. 1929. S. 229.

[17]) J. Reger, Täglicher Temperaturgang in der freien Atmosphäre und doppelte Luftdruckschwankung. Die Arbeiten d. Kgl. Preuß. Aeron. Obs. bei Lindenberg i. J. 1912, Bd. VIII, S. 239.

Lebenslauf.

Ich, Heinrich Nohascheck, bin am 9. Juni 1907 in Lampertheim geboren als Sohn des Steueramtmanns Ludwig Nohascheck und seiner Frau Marie, geb. Lindenschmit. Von Ostern 1914 bis Ostern 1917 besuchte ich die Vorschule in Darmstadt, von Ostern 1917 bis Ostern 1926 das humanistische Gymnasium ebendort, das ich mit der Reifeprüfung verließ. Vom Sommersemester 1926 bis zum Wintersemester 1927/28 studierte ich an der Technischen Hochschule Darmstadt, vom Wintersemester 1927/28 bis zum Wintersemester 1930/31 an der Universität Berlin Mathematik, Physik, Meteorologie und Ozeanographie. Meine akademischen Lehrer waren in Darmstadt die Herren Professoren Dingeldey, Georgii und Rau, in Berlin die Herren Professoren Bartels, Defant, v. Ficker, Hergesell, Hettner, Knoch, Planck, Robitzsch und Wehnelt.

Ihnen allen bin ich zu Dank verpflichtet, besonders auch dem Direktor des Preußischen Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg, Herrn Geheimrat Professor Dr. Hergesell, der mir den Aufenthalt am Aeronautischen Observatorium zur Bearbeitung des Originalmaterials in liebenswürdiger Weise gestattete. Nicht zuletzt möchte ich auch an dieser Stelle meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. Robitzsch besonderen Dank sagen für die wertvollen Anregungen und Ratschläge, die er mir zuteil werden ließ.